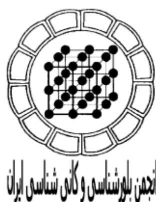
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۶۳۳ تا ۶۴۸



زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آپینیتی و سنگ‌های گرانیتی همراه آن در جنوب غرب نقده- شمال غرب ایران

مریم یزدانی

گروه مهندسی معدن مرکز آموزش عالی شهید باکری میاندوآب-دانشگاه ارومیه، ۵۹۷۸۱۵۹، میاندوآب، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۱۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۲/۱۸)

چکیده: توده‌های نفوذی در جنوب غرب نقده در پهنه سنندج- سیرجان در شمال غرب ایران رخنمون یافته‌اند. بخشی از این توده‌ها، سنگ‌های آپینیتی مافیک- حدواسط نزدیک آهکی قلیایی هستند. سنگ‌های گرانیت همراه آن، با ماگمای آهکی قلیایی غنی از پتاسیم و به شدت دگرگون یافته هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی همراه آن غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، غنی شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و ناهنجاری منفی عناصر Ta, Nb را نشان می‌دهند. بررسی‌های زمین‌ساختی سنگ‌های آپینیتی و گرانیتی همراه آن محیط قوس قاره-ای را نشان داده و خاستگاه آپینیت را گوشته سنگ کره‌ای با اثر سیال‌های فرورانشی و خاستگاه گرانیت‌ها را آمیزه گوشته سست کره-ای- سنگ کره‌ای با دخالت پوسته ماسه سنگ تیره نشان می‌دهند. به احتمال بسیار، سنگ‌های آپینیتی در محل قوس قاره‌ای همراه با عقبگرد پوسته فرورونده و اثر سیال‌های فرورانشی در شرایط غنی از آب تبلور یافته‌اند. سنگ‌های گرانیتی در اثر شکست سنگ کره فرورانشی نئوتتیس و ایجاد پنجره فرورانشی و بالا رانده شدن سست کره، از ذوب آمیزه گوشته سست کره ای-سنگ کره‌ای و رسوب-های ماسه سنگ تیره پوسته قاره‌ای شکل گرفته‌اند. ماگما دچار جدایش بلوری و تبلور طولانی مدتی در بخش عمقی مخزن ماگمایی شده که در پایان توانسته است ماگمای گرانیتی به شدت دگرگون شده‌ای را در عمق کم پوسته‌ای در محل شکستگی‌ها جایگیری کند.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آپینیت؛ گرانیت؛ سنگ‌زایی؛ زمین‌شیمی؛ پهنه سنندج سیرجان؛ نقده؛ شمال غرب ایران.*

مقدمه

کوهزایی زاگرس طی فرایند باز شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس، فرورانش و سرانجام بسته‌شدن اقیانوس با برخورد پوسته عربی و خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده است. پهنه سنندج-سیرجان از کمربند دگرگونی و فعالیت ماگمایی کوهزایی زاگرس و بخشی از کوهزایی آلپ است. در پهنه سنندج-سیرجان، توده‌های نفوذی گسترده‌ای گزارش شده‌اند که نتیجه این فرورانش هستند. توده‌های نفوذی جنوب غرب نقده شامل توده‌های آپینیتی و گرانیت‌های همراه آن نیز از تظاهرهای فرورانش اقیانوس نئوتتیس هستند.

ماگماهای آپینیتی اغلب در مناطق فرورانشی همراه شده با عقبگرد (rollback) یا شکست صفحه فرورونده (slab breakoff) رخنمون یافته و یا در محل فرونشست‌های پس از برخورد دیده شده‌اند [۱-۴]. آنها بیشتر توسط پهنه‌های گسلی شکل‌پذیر، گسل‌های عمیق و در طیف گسترده‌ای از اعماق پوسته‌ای از عمق زیاد تا کم جایگیری کرده‌اند [۶،۵].

در فشارهای پایین و متوسط پوسته‌ای و در مراحل جایگیری ماگما، به ترتیب کانی‌های کلینوپیروکسن، هورنبلند-مگنتیت و کانی‌های پلاژیوکلاز در اثر جدایش بلوری جدا می-شوند [۱]. به این ترتیب در محل فعالیت ماگمایی کمان قاره-ای، در اثر جدایش ماگمایی، انبوهه‌هایی با ترکیب پیروکسنیت و هورنبلندیت تشکیل شده اند و ماگمای آپینیتی باقیمانده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۳۳۲۶۱۰۷، نمابر: ۰۴۴۴۵۲۴۵۷۲۵، پست الکترونیکی: m.yazdani@urmia.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

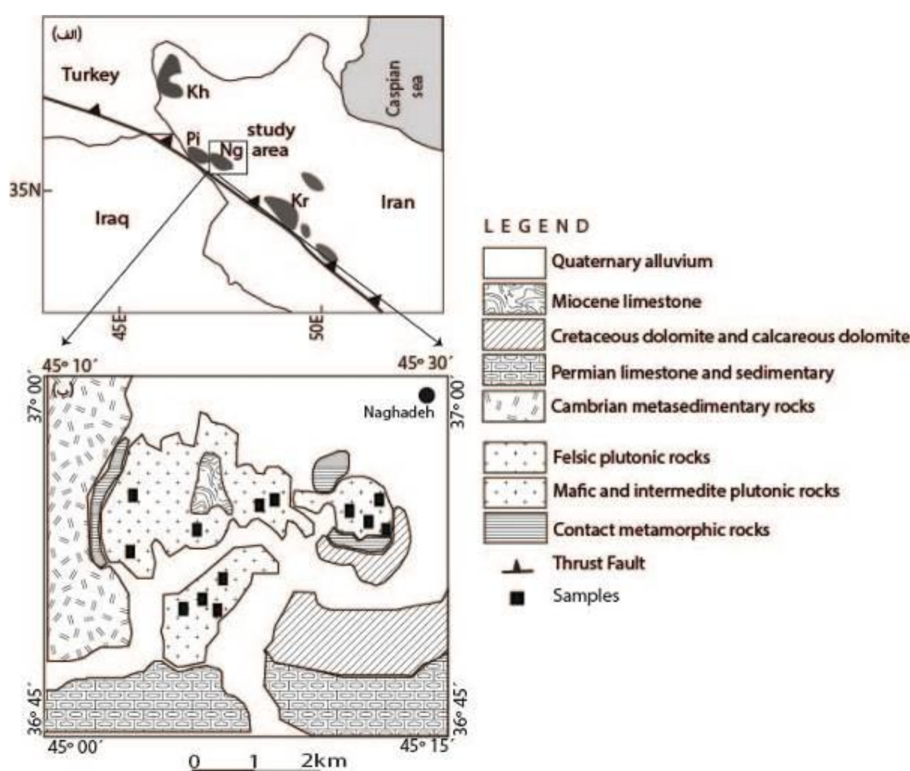
بصورت توده‌های مافیک-حدواسط تا اسیدی با خاستگاه دوگانه (گوشته سنگ کره ای و سیال های آزاد شده از ورقه فرورونده) در اعماق مختلف جایگیری می‌کنند که هم سن هستند [۱۱-۱۷]. ویژگی آنها وجود کانی درشت و شکل‌دار هورنبلند با ترکیب غالب منیزیوهورنبلند است [۷]. کانی‌های فلدسپار در سنگ‌های آپینیتی مافیک غنی از آنورتیت و در سنگ‌های حدواسط- اسیدی فقیر از آنورتیت و حتی پتاسیمی هستند که در مراحل پایانی جدایش بلوری تشکیل می‌شوند [۷].

مجموعه سنگ‌های آپینیتی طیف گسترده‌ای از ترکیب‌های فرامافیک– مافیک- حدواسط تا اسیدی دارند. غلظت SiO_2 ۴۷/۸۲-۶۱/۷۴ درصد و غلظت MgO ۲/۶۱-۱۰/۶۲ درصد است. این ویژگی‌ها نتیجه چند مرحله جدایش بلوری در ماگمای آبدار زیر پوسته قاره‌ای ضخیم است [۱]. اعضای فرامافیک و مافیک آپینیت‌ها ویژگی زمین شیمیایی غنی‌شدگی از عنصر K و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و اعضای حدواسط و اسیدی غنی شدگی از Sr/Y و LREEها نشان می-دهند [۹]. ماگماهای آپینیتی بیشتر آهکی‌قلیایی هستند [۶، ۱۲-۱۵]. آپینیت‌ها اغلب بصورت مجموعه ژرف سنگ‌های کوچک و یا برونبوم‌های بزرگی که توسط گرانیت‌های پس از برخورد به سطح انتقال یافته‌اند، رخنمون دارند [۸،۹].

سنگ‌های جنوب غرب نقده توسط مظهری و همکاران [۱۶] بررسی شده و سنگ‌های دیوریت منطقه بر اساس U-Pb زیرکن سن یابی شده‌اند [۱۶]. سنگ‌های دیوریتی سن ۱۰۰ میلیون سال را نشان داده‌اند. سنگ‌های دیوریتی منطقه [۱۶] سنگ‌های آپینیتی حدواسط هستند. از سنگ‌های آپینیتی مافیک منطقه نیز نمونه‌برداری شده است. همچنین سنگ‌های گرانیتی همراه با سنگ‌های آپینیتی در جنوب غرب نقده دیده می‌شوند. گفتنی است که سن سنگ‌های گرانیتی بر اساس U-Pb زیرکن، ۴۱ میلیون سال تعیین شده است [۱۶]. در این پژوهش، خاستگاه و محیط زمین‌ساختی آپینیت‌های مافیک-حدواسط و گرانیت‌های همراه آن بررسی گردیده است.

موقعیت زمین شناسی و شواهد صحرایی

شهرستان نقده در استان آذربایجان غربی واقع است. بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری- رسوبی ایران [۱۷]، این منطقه بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی پهنه سنندج-سیرجان است (شکل ۱). گستره آپینیتی نقده در جنوب غرب شهرستان نقده واقع است (شکل ۱).



شکل ۱ الف) نقشه شمال غرب ایران که موقعیت منطقه افیولیتی نقده (Ng) به همراه مناطق افیولیتی Kh: خوی، Pi: پیرانشهر، Kr: کرمانشاه بر آن نشان داده شده است. (پ) نقشه زمین‌شناسی جنوب غرب نقده [۱۸].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل متاپلیت‌ها، شیست‌های سبز و آمفیبولیت‌های مافیک در شرق روستای گردسور رخنمون یافته‌اند. این مجموعه بخشی از پی‌سنگ پهنه سنندج-سیرجان بوده و بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی، سن پرکامبرین به آنها نسبت داده شده است [۱۸]. رسوب‌های به سن پالئوزوئیک با سازند باروت و میلا و رسوب‌های پرمین با آهک و دولومیت‌های خاکستری و ستبر دیده می‌شوند [۱۸]. گسل‌ها و راندگی‌های مشاهده شده در منطقه مانند روند ساختاری پهنه سنندج-سیرجان، دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی(NW_SE) هستند. گسل‌های راندگی قدیمی‌ترین گسل‌های منطقه هستند و از برخورد پوسته عربی با خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده و با گسل جوان پیرانشهر قطع شده‌اند [۱۹]. در شمال غرب نقده، مجموعه آمیزه افیولیتی زمین‌ساختی شامل سنگ‌های آمفیبولیت و شیست سبز وجود دارد که قدیمی‌ترین سنگ و سنگ بستر پهنه سنندج-سیرجان معرفی شده است [۱۸]. پریدوتیت‌های سرپانتینیتی شده با ترکیب دونیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت وجود دارند که بیش از ۷۰ درصد سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. توده‌های آذرین بازالت، دایک‌های دیابازی، گابرو، دیوریت و پلاژیوگرانیت، کربنات‌های پرمین، کربنات‌های کرتاسه و رادیولاریت چرت از سنگ‌های تشکیل‌دهنده آمیزه افیولیتی زمین‌ساختی هستند [۲۰]. شیمی کانی‌های اسپینل، الیوین و پیروکسن سنگ‌های فرامافیک (توالی گوشته‌ای افیولیت)، وجود دو نوع محیط زمین ساختی ۱) قوس آتشفشانی و ۲) پشته میان اقیانوسی را در منطقه مشخص کرده است [۲۰]. توده‌های گابرو، دیوریت و گرانیتوئیدی در بخش‌های مختلف از جمله شرق پیرانشهر، جنوب غرب و جنوب شرق نقده بصورت گسترده دیده می‌شوند و اغلب در سنگ‌های کربناتی کرتاسه نفوذ کرده و دگرگونی هورنفلس و مرمریت ایجاد کرده و از نظر سنی به کرتاسه پایانی-پالئوسن نسبت داده شده‌اند [۱۸].

سنگ‌های مافیک-حدواسط و سنگ‌های گرانیتی همراه آن بخش کوچکی از این مجموعه بوده که در جنوب غرب شهرستان نقده واقع هستند که چند کیلومتر مربع را شامل می‌شوند. با توجه به فراوانی بیش از ۶۰ درصد کانی آمفیبول [۴، ۶] و اندازه درشت کانی‌های آمفیبول (به طول ۱٫۵-۱ سانتی‌متر) و فلدسپار (شکل‌های ۲ پ و ت) و همچنین بررسی‌های زمین‌شیمیایی، می‌توان سنگ‌های مافیک – حدواسط این مجموعه را سنگ‌های آپینیتی نام گذاری کرد. تصویر صحرایی از مرز گسلی بین سنگ‌های آپینیتی و سنگ‌های گرانیتی همراه آن در شکل ۲ الف آورده شده است. در برخوردگاه ماگمای آپینیتی با سنگ‌های آهکی دولومیتی کرتاسه [۱۸]، سنگ‌های مرمریت تشکیل شده‌اند (شکل ۲ ب).

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آپینیتی مافیک شامل کانی آمفیبول شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با اندازه درشت دارای فراوانی بیش از ۸۵ درصد هستند. طول آمفیبول‌های درشت در نمونه دستی ۱٫۵-۱ سانتی‌متر و بیش از اندازه میدان دید میکروسکوپ و غیر قابل‌اندازه‌گیری با آن است، آمفیبول‌های ریزدانه شکل‌دار بصورت میانبار در فلدسپارها دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). کانی آمفیبول چندرنگی سبز تا قهوه‌ای دارد (شکل ۳ الف).

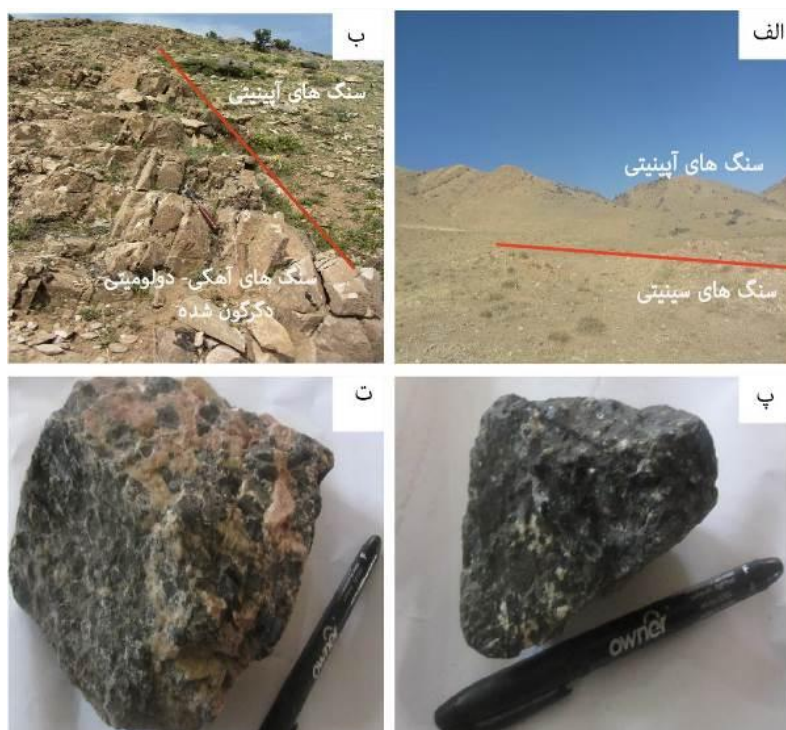
سنگ‌های آپینیتی حدواسط دارای کانی‌های آمفیبول (۶۵-۶۰ درصد) و فلدسپار (۴۰-۳۵ درصد و بیشتر از نوع میکروکلین) هستند. فلدسپارها درشت دانه هستند و در مرز بین کانی‌های آمفیبول رشد کرده‌اند (شکل ۳ ب).

در سنگ‌های آپینیتی مافیک و حدواسط، اکسیدهای آهن و تیتانیوم از کانی‌های فرعی سنگ بوده و کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت به عنوان کانی‌های دگرسانی در این سنگ‌ها هستند.

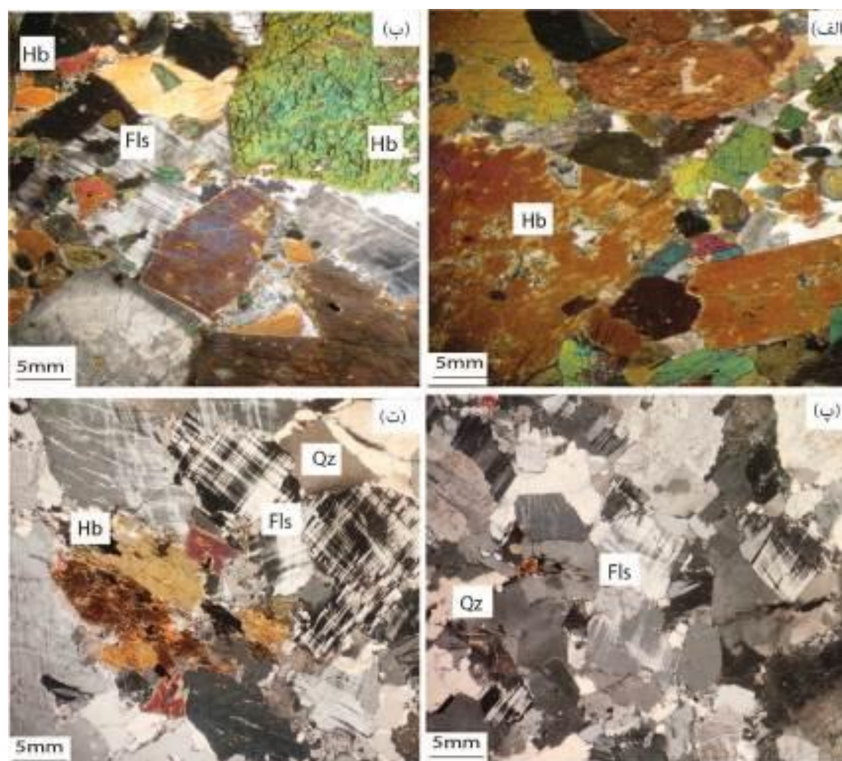
در مورد فراوانی و درشت بودن کانی‌های آمفیبول در سنگ‌های آپینیتی، بررسی‌های تجربی نشان داده است که سنگ‌های آپینیتی در نتیجه تبلور ماگما در شرایط غیرعادی غنی‌شدگی از آب تشکیل شده‌اند [۲۲،۲۱] و با افزایش فشار آب، گستره پایداری هورنبلند نسبت به الیوین و پیروکسن افزایش [۲۳، ۲۴] و گرانروی مذاب کاهش می‌یابد؛ از این رو، ترابرد یون‌ها به موقعیت‌های کانی هورنبلند ساده‌تر انجام شده و کانی هورنبلند سریع متبلور شده و نیز درشت‌تر می‌گردد [۲۵].

سنگ‌های گرانیتی همراه آپینیت‌ها در جنوب غرب نقده از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار نوع میکروکلین و آمفیبول تشکیل شده‌اند. اندازه دانه‌ها در نمونه دستی متوسط تا ریز است. ۷۰ تا ۷۵ درصد سنگ از کانی فلدسپات میکروکلین و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. ۲۰-۲۵ درصد کانی کوارتز و ۵ درصد کانی آمفیبول دیده می‌شوند. آمفیبول با چندرنگی سبز-قهوه‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در برخی مقاطع، آمفیبول به بیوتیت تجزیه شده است (شکل‌های ۲، پ و ت).

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]



شکل ۲ تصاویر صحرایی سنگ‌های آپینیتی نقده: الف) بخشی از منطقه که سنگ‌های آپینیت و گرانیت با مرز گسلی دیده می‌شوند، ب) مرز برخورد توده آپینیت و سنگ‌های آهکی و دولومیتی دگرگون شده به سن کرتاسه [۱۸]، پ و ت) نمونه دستی از سنگ‌های مافیک- حدواسط آپینیت نقده.



شکل ۳ تصاویر سنگ نگاری از سنگ‌های آپینیتی نقده: الف) هورنبلند نیمه شکل‌دار و درشت در سنگ آپینیت مافیک، ب) هورنبلند های ریز تا درشت بلور همراه فلدسپارهای درشت در سنگ آپینیت حدواسط، پ و ت) فلدسپار، میکروکلین با بافت مشبک و کوارتز و هورنبلند در سنگ گرانیتی.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

روش پژوهش

برای تعیین خاستگاه آپینیت‌های نقده، نمونه‌برداری صحرایی انجام شد و مقاطع نازک تهیه گردید. پس از سنگ‌نگاری، به منظور بررسی زمین‌شیمی سنگ کل و سنگ‌زایی آپینیت‌ها، تعداد ۱۰ نمونه سالم انتخاب و غلظت عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) توسط شرکت زمین‌پژوه سهند در آزمایشگاه Actlabs کانادا تعیین شد. در این پژوهش، از غلظت عناصر اصلی و کمیاب ۴ نمونه گرانیت این منطقه [۱۶] استفاده شده است.

شیمی سنگ کل

برای سهولت، سنگ‌های آپینیتی حدواسط و مافیک جنوب غرب نقده در یک گروه به نام سنگ‌های آپینیتی در نمودارها بررسی شده‌اند. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آپینیت و گرانیت همراه آن در جدول ۱ آورده شده است. سنگ‌های آپینیتی دارای ۰/۹ تا ۱/۹ درصد وزنی مواد فرار (LOI) هستند. غلظت SiO_2 سنگ‌های آپینیتی از حدود ۴۲/۷ تا ۵۸/۵ درصد وزنی متغیر است. مقدار TiO_2 موجود ۰/۵ تا ۲/۲ درصد وزنی است. غلظت MgO از ۲/۹ تا ۱۱/۵ درصد وزنی متغیر است. عدد منیزیم ۷۲/۲-۵۱/۳ است. غلظت CaO برابر با ۱۳/۱-۵/۵ درصد وزنی است. مجموع عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) سنگ‌های آپینیتی ۸/۴-۲ درصد است. غلظت Al_2O_3 از ۹/۶ تا ۱۸/۱درصد وزنی متغیر است. غلظت Cr از ۹۰ تا ۸۰۰ppm و غلظت Ni از ۲۰ تا ۱۵۰ ppm متغیر است. غلظت عناصر Cr,Ni ماگمای مناطق آپینیتی نسبت به ماگماهای شکل گرفته از گوشته اولیه (Ni=400-500ppm و Cr>1000ppm) کم‌تر است [۲۶].

غلظت SiO_2 در سنگ‌های گرانیت ۷۰/۵ تا ۷۴/۱ درصد وزنی است. مقدار TiO_2 برابر با ۰/۱ درصد وزنی است. غلظت MgO از ۰/۷-۰/۱ درصد وزنی متغیر است. غلظت CaO در سنگ‌های گرانیت ۲/۲- ۱/۱ درصد وزنی است. مجموع عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) در سنگ‌های گرانیت ۹/۵-۷/۱ درصد است. غلظت Al_2O_3 برابر با ۱۵/۶-۱۳/۵ درصد وزنی است. غلظت Cr از ۳ تا ۱۲ppm و غلظت Ni از ۰/۸ تا ۲/۹ ppm متغیر است.

براساس نمودار SiO_2 نسبت به مجموع عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) [۲۷]، سنگ‌های آپینیتی نقده ویژگی ماگمایی نیمه قلیایی نشان می‌دهند، نمونه‌های آپینیتی مافیک-حدواسط در گستره گابرو، گابرو-دیوریت و دیوریت واقع هستند و سنگ گرانیتی همراه آن برپایه غلظت SiO_2 و مجموع عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O)، در گستره گرانیت قرار دارند (شکل ۴ الف). بر پایه نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۸]، بیشتر نمونه‌های آپینیتی ویژگی ماگمایی آهکی قلیایی و نمونه‌های گرانیتی ویژگی ماگمایی آهکی‌قلیایی غنی از پتاسیم دارند و یک نمونه گرانیتی و دیوریتی در گستره شوشونیتی واقع است (شکل ۴ ب). بر اساس نمودارهای K نسبت به Rb [۲۹] و SiO_2 نسبت به K/Rb [۳۰]، نمونه‌های مافیک و حدواسط جنوب غرب نقده و گرانیت‌های همراه آن بیشتر در گستره آپینیتی واقع هستند (شکل‌های ۴ پ و ت). با توجه به نمودار A/CNK نسبت به A/NK، [۳۱]، سنگ‌های مافیک ویژگی متاآلومین و نمونه‌های حدواسط و نمونه‌های گرانیت ویژگی پرآلومین نشان می‌دهند و بر اساس A/CNK.1.1 گرانیت‌ها ویژگی نوع S دارند (شکل ۴ ث).

براساس نمودار چندعنصری بهنجار شده به کندریت (داده ها از مرجع [۳۲]) ، سنگ‌های آپینیتی غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها $(La_{(N)}/Yb_{(N)}$=۳/۶-۶/۱) نشان می‌دهند (شکل ۵ الف). همچنین در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه، برای LREE ها نسبت به HREE ها و همچنین عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) غنی‌شدگی دیده می‌شود (شکل۵، ب). عناصر Nb، Ta در مقایسه با عناصر کنار خود ناهنجاری منفی نشان می‌دهند.

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به کندریت (داده ها از مرجع [۳۲])، سنگ‌های گرانیت غنی‌شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها (La(N)/Yb(N)=۱۳/۲-۲۱/۷) دارند (شکل ۵ الف). در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه در گرانیت‌ها، عناصر Nb، Ta, Ti ناهنجاری منفی و عناصر Rb, Th, K , Pb غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل۵، ب).

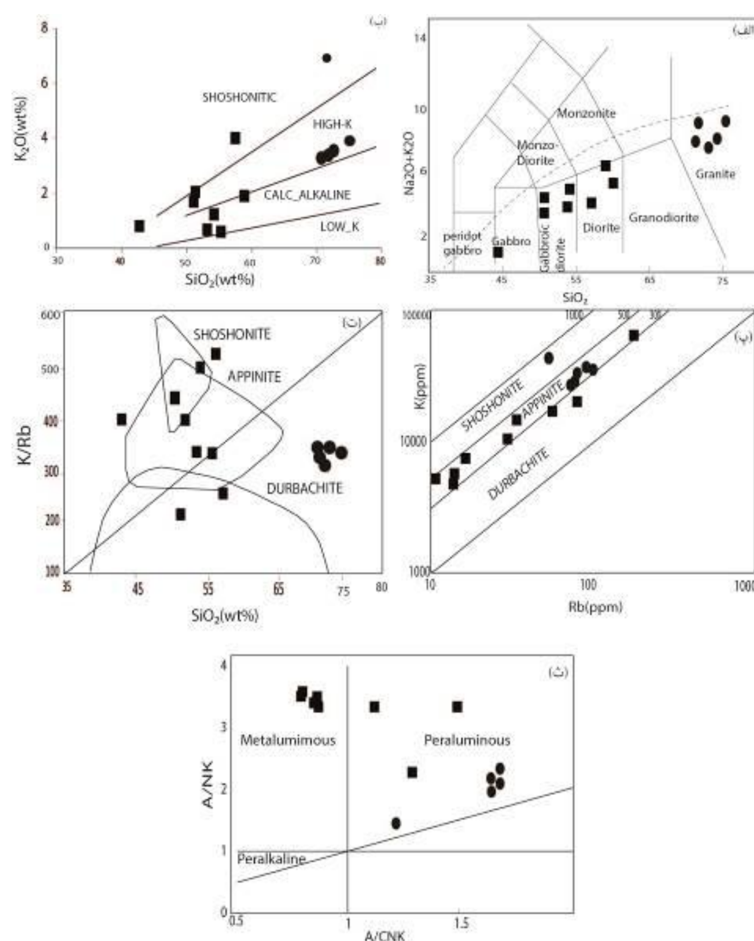
ناهنجاری منفی Ba نشانگر نقش پوسته قاره‌ای با ترکیب رسوب‌های ماسه سنگ تیره بالغ در تشکیل مذاب است، زیرا Ba در رسوب‌های نارس جذب سطح کانی‌های رسی می‌شود [۳۳].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

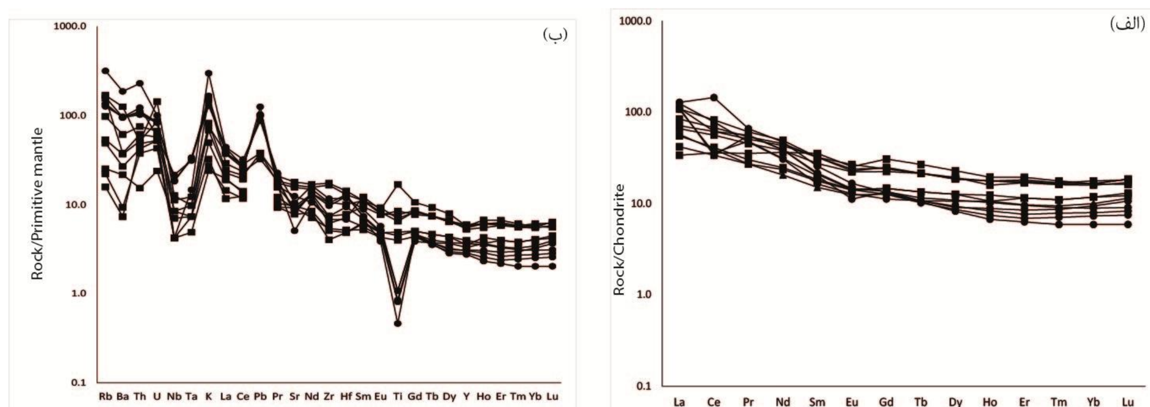
جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل آپینیت‌های مافیک- حدواسط و گرانیت‌های همراه آن (برحسب درصد)

	آپینیت مافیک	آپینیت مافیک	آپینیت مافیک	آپینیت مافیک	آپینیت مافیک	آپینیت مافیک	آپینیت حدواسط	آپینیت حدواسط	گرانیت	گرانیت [۱۶]	گرانیت [۱۶]	گرانیت [۱۶]	گرانیت [۱۶]
SiO2	۴۲٫۷	۵۱٫۱	۵۴٫۲	۵۵٫۳	۵۱٫۳	۵۳٫۲	۵۸٫۹	۵۷٫۵	۷۱٫۴	۷۰٫۵	۷۱٫۵	۷۲٫۴	۷۴٫۱
Al2O3	۹٫۶	۱۲٫۲	۱۱٫۰	۱۰٫۹	۱۵٫۳	۱۰٫۲	۱۷٫۸	۱۸٫۱	۱۳٫۵	۱۵٫۶	۱۵٫۳	۱۵٫۲	۱۴٫۵
Fe2O3(T)	۱۷٫۰	۱۲٫۱	۸٫۴	۹٫۲	۹٫۵	۹٫۳	۶٫۸	۵٫۲	۱٫۷	۲٫۳	۲٫۰	۱٫۹	۱٫۴
MnO	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
MgO	۱۰٫۹	۸٫۸	۱۰٫۵	۹٫۳	۷٫۸	۱۱٫۵	۲٫۹	۳٫۲	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۱
CaO	۱۳٫۱	۹٫۹	۱۰٫۵	۱۰٫۸	۸٫۷	۱۱٫۲	۶٫۳	۵٫۵	۱٫۶	۲٫۲	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۱
Na2O	۱٫۱	۲٫۱	۱٫۹	۲٫۰	۲٫۸	۱٫۹	۳٫۷	۴٫۴	۲٫۰	۳٫۹	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۶
K2O	۰٫۸	۱٫۷	۱٫۲	۰٫۶	۲٫۱	۰٫۷	۱٫۹	۴٫۰	۷٫۴	۳٫۲	۳٫۶	۳٫۶	۴٫۱
TiO2	۲٫۲	۱٫۱	۰٫۶	۰٫۵	۱٫۰	۰٫۶	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
P2O5	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
LOI	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۹	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۵	۰٫۳	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۶
مجموع	۹۹٫۱	۱۰۰٫۵	۱۰۰٫۱	۱۰۰٫۵	۱۰۰٫۷	۱۰۰٫۰	۱۰۰٫۴	۱۰۰٫۶	۹۸٫۹	۹۹٫۲	۹۹٫۰	۹۹٫۶	۹۹٫۶
Sc	۸۵٫۰	۵۱٫۰	۴۵٫۰	۴۷٫۰	۳۵٫۰	۵۰٫۰	۱۶٫۰	۱۷٫۰	۶٫۰	۱٫۵	۱٫۲	۰٫۸	۱٫۷
Be	<۱	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	<۱	۲٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۳
V	۷۸۹٫	۳۹۸٫۰	۱۹۱	۲۰۰	۲۸۱	۲۰۰	۱۴۳	۱۳۱	۱۹	۱۰٫۱	۹٫۱	۹٫۳	۱۰٫۸
Ba	۱۵۱	۲۵۷	۱۸۷	۵۱	۲۶۳	۶۵	۴۲۸	۸۷۶	۱۳۰۳	۶۷۶٫۴	۶۶۲٫۵	۶۶۲٫۱	۶۶۸٫۱
Sr	۱۸۹	۲۰۰	۲۰۳	۱۹۵	۳۲۸	۱۶۴	۳۷۸	۳۴۹	۲۶۲	۲۲۱٫۱	۱۷۵٫۷	۱۶۷٫۶	۱۰۷
Y	۲۶	۲۵	۱۸	۱۵	۲۴	۱۶	۲۷	۲۶	۱۴	۱۲٫۵	۱۳	۱۳٫۸	۱۶٫۶
Zr	۶۹	۸۳	۵۷	۶۰	۱۱۸	۴۵	۱۹۴	۱۸۵	۷۶	۱۳۰٫۳	۱۱۶٫۲	۱۰۸٫۵	۸۲٫۹
Cr	۲۴۰	۳۹۰	۷۶۰	۶۰۰	۹۰	۸۰۰	۳۰	۳۰	۱۲	۱۱٫۲	۷٫۸	۵٫۸	۳
Co	۶۷	۴۲	۴۰	۳۷	۳۶	۴۲	۱۶	۱۴	۳	۲٫۱	۱٫۶	۱٫۴	۱
Ni	۱۵۰	۷۰	۱۲۰	۱۱۰	۷۰	۱۲۰	۲۰	۲۰	۱٫۱	۲٫۹	۰٫۸	۱٫۲	۲٫۵
Cu	۵۹۰	۶۰	۳۰	۲۰	۷۰	۳۰	۲۰	<۱۰	<۱۰	۴٫۳	۴٫۳	۲٫۱	۳٫۶
Zn	۱۰۰	۹۰	۷۰	۹۰	۸۰	۷۰	۷۰	۵۰	<۳۰	۳۲٫۷	۲۷٫۳	۲۴٫۴	۲۵٫۱
Ga	۱۶	۱۵	۱۲	۱۳	۱۵	۱۱	۱۹	۱۶	۱۰	۱۸٫۱	۱۶٫۶	۱۶٫۳	۱۶٫۳
Rb	۱۶	۳۴	۳۱	۱۰	۹۹	۱۴	۱۶	۱۰۷	۲۰۱	۸۰٫۲	۸۳٫۹	۸۶٫۶	۱۰۱٫۶
Nb	۵	۶	۳	۳	۶	۳	۸	۹	۳	۱۳٫۴	۱۳	۱۳٫۱	۱۵٫۳
Sn	۲	۲	<۱	۱	۱	<۱	۱	۴	<۱	۰٫۸	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۴
Cs	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۱٫۲	<۰٫۵	۱٫۳	۰٫۸	۲٫۶	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۲
La	۸	۱۵٫۶	۱۳	۱۳٫۵	۱۶٫۸	۹٫۹	۲۵٫۷	۱۹٫۹	۲۹٫۵	۳۰٫۳	۲۶٫۲	۲۶٫۳	۲۵٫۴
Ce	۲۲	۳۴٫۳	۲۵٫۱	۲۴	۳۷٫۷	۲۰٫۷	۵۰٫۳	۴۱٫۵	۷۴٫۹	۵۶٫۹	۴۸٫۵	۷۴٫۹	۴۵٫۶
Pr	۳٫۴	۴٫۳	۲٫۹	۲٫۶	۴٫۸	۲٫۶	۵٫۸	۱٫۵	۴٫۵	۶٫۳	۵٫۳	۵٫۳	۴٫۶
Nd	۱۷	۱۷٫۸	۱۱٫۵	۹٫۶	۲۰٫۱	۱۱	۲۲٫۹	۲۱٫۱	۱۴٫۳	۲۲٫۱	۱۸٫۱	۱۸	۱۴٫۸
Sm	۵٫۴	۴٫۲	۲٫۸	۲٫۳	۴٫۹	۲٫۷	۴٫۹	۴٫۹	۲٫۵	۳٫۹	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۱
Eu	۱٫۵	۱٫۳	۰٫۸	۰٫۷	۱٫۳	۰٫۸	۱٫۴	۱٫۶	۰٫۷	۱	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۷
Gd	۶٫۳	۴٫۶	۳	۲٫۶	۵٫۱	۳	۵	۴٫۹	۲٫۳	۲٫۷	۲٫۶	۲٫۸	۲٫۸
Tb	۱	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
Dy	۵٫۸	۴٫۷	۳٫۲	۲٫۷	۴٫۹	۳٫۲	۴٫۸	۴٫۷	۲٫۳	۲٫۱	۲٫۲	۲٫۴	۲٫۸
Ho	۱٫۱	۱	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۹	۰٫۷	۱	۱	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۶
Er	۳٫۲	۲٫۹	۱٫۹	۱٫۶	۲٫۸	۱٫۹	۳	۲٫۸	۱٫۴	۱	۱٫۱	۱٫۳	۱٫۶
Tm	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Yb	۲٫۸	۲٫۸	۲	۱٫۷	۲٫۷	۲	۳	۲٫۸	۱٫۶	۱	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۵
Lu	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲
Hf	۲٫۲	۲٫۴	۱٫۵	۱٫۶	۳٫۱	۱٫۵	۴٫۴	۴٫۰	۲٫۱	۳٫۶	۴٫۰	۳٫۸	۲٫۹
Ta	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	<۰٫۱	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۶	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۳
Pb	<۵	<۵	<۵	<۵	۷٫۰	<۵	۷٫۰	۶	۱۹	۱۶	۱۸	۱۸	۲۳
Th	۱٫۳	۴٫۴	۳٫۶	۴٫۱	۵٫۲	۳٫۲	۶٫۴	۴٫۳	۱۹٫۵	۹٫۰	۸٫۷	۹٫۵	۱۰٫۴
U	۰٫۵	۱٫۸	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۴	۳٫۰	۲٫۱	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۲
Mg# %	۵۱٫۳	۵۶٫۸	۶۹٫۰	۶۳٫۶	۵۷٫۱	۷۲٫۲	۴۶٫۳	۵۸٫۶	۲۲٫۰	۱۵٫۰	۱۳٫۲	۱۳٫۲	۷٫۷

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]



شکل ۴ الف) نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیاییها (Na_2O+K_2O) [۲۷] و ب) نمودار SiO_2 نسبت به K_2O [۲۸] که در آنها، آپینیت‌ها در گستره آهکی قلیایی و گرانیت‌ها در گستره پتاسیم غنی واقع هستند. پ) نمودار K نسبت به Rb [۲۹]، که براساس آن، بیشتر نمونه‌ها در گستره آپینیتی قرار دارند. ت) نمودار SiO_2 نسبت به K/Rb [۳۰]، که در آن، بیشتر نمونه‌های مافیک و حدواسط در گستره آپینیتی واقع هستند. (ث) نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۳۱]، که در آن نمونه‌های آپینیت مافیک در گستره متاآلومین و نمونه‌های آپینیت حدواسط در گستره پرآلومین قرار دارند، نمونه گرانیت نیز در گستره پرآلومین واقع است. در همه نمودارها، ۴ داد گرانیت برگرفته از مرجع [۱۶] هستند.



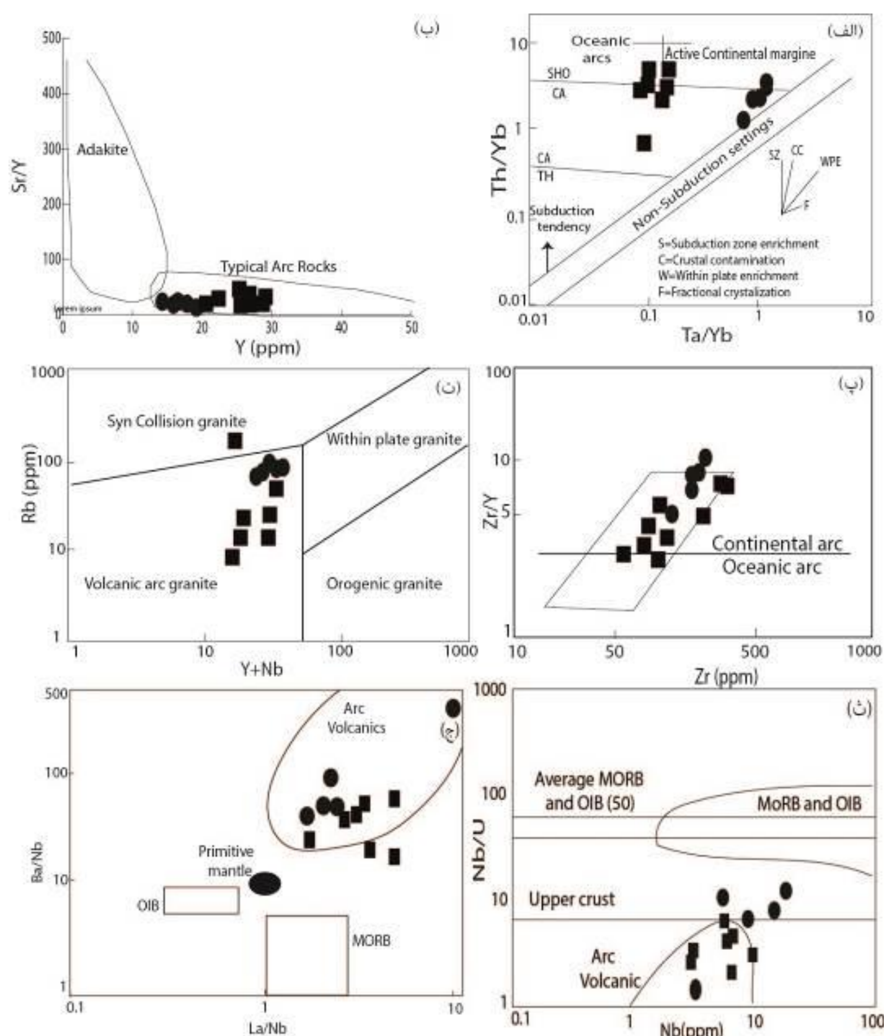
شکل ۵ الف) الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۳۲] و ب) نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه [۳۲] برای سنگ‌های آپینیتی جنوب غرب نقده و گرانیت‌های همراه آن. در همه نمودارها، ۴ داده گرانیت برگرفته از [۱۶] هستند. نمودارهای عنکبوتی شباهت در ناهنجاری منفی Ta, Nb، غنی شدگی LREEها نسبت به HREEها و غنی شدگی عناصر LILE (K, Pb, Sr, Cs, Rb) ها را برای هر دو گروه سنگ‌های آپینیتی و گرانیت همراه آن نشان می‌دهند.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

نمودارهای عنکبوتی شباهت در ناهنجاری منفی Ta, Nb، غنی شدگی LREEها نسبت به HREEها و غنی‌شدگی LILEها را برای هر دو گروه سنگ‌های آپینیتی و گرانیت همراه آن نشان می‌دهند. این ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر نشان دهنده محیط‌های زمین‌ساختی قوس ماگمایی و اثر سیال‌های ورقه فرورونده یا آلودگی پوسته‌ای هستند.

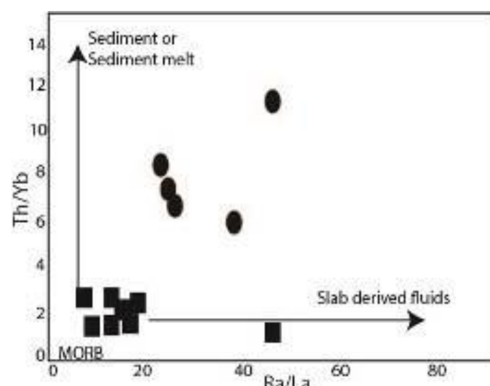
محیط زمین‌ساختی

سنگ‌زایی و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آپینیتی جنوب غرب نقده و گرانیت‌های همراه آن بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب با نمودارهای Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۳۴]، Sr/Y نسبت به Y [۳۵]، Zr/Y نسبت به Zr [۳۶] و Rb نسبت به Y+Nb از [۳۷] بررسی شد (شکل‌های ۶ الف تا ت). بر این اساس، همه نمونه‌ها در موقعیت زمین‌ساختی در ارتباط با قوس قاره‌ای واقع هستند. در نمودار Nb نسبت به Nb/U [۳۸]، نمونه‌های آپینیتی در موقعیت قوس آتشفشانی و نمونه‌های گرانیتی در گستره پوسته بالایی قرار دارند (شکل ۶ ث). بر پایه نمودار La/Nb نسبت به Ba/Nb [۳۹]، بیشتر نمونه‌ها در گستره قوس آتشفشانی واقع هستند (شکل ۶ ج).

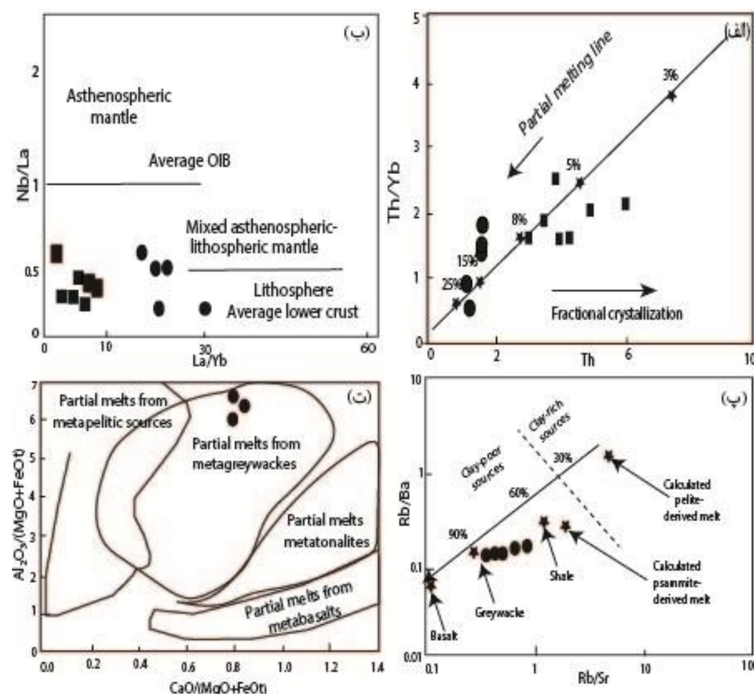


شکل ۶ الف) نمودار Th/Ybنسبت به Ta/Yb [۳۴] و (ب) نمودار Sr/Y نسبت به Y [۳۵]، که براساس آنها نمونه‌های آپینیتی و گرانیتی در موقعیت قوس قاره‌ای واقع هستند. پ) نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۳۶]،که در آن نمونه‌های آپینیتی و گرانیتی در موقعیت قوس قاره‌ای قرار دارند. ت) نمودار Rb نسبت به Y+Nb [۳۷]، که براساس آن نمونه‌های آپینیتی و گرانیتی در موقعیت قوس قاره‌ای واقع هستند. ث) نمودار Nb نسبت به Nb/U [۳۸]، که در آن نمونه‌های آپینیتی در موقعیت قوس آتشفشانی و نمونه‌های گرانیتی در گستره پوسته بالایی قرار دارند. (ج) نمودار La/Nb نسبت به Ba/Nb [۳۹]، که براساس آن، بیشتر نمونه‌ها در گستره قوس آتشفشانی واقع هستند. در همه نمودارها، ۴ عدد از داده گرانیت برگرفته از مرجع [۱۶] هستند.

بررسی تغییرات Ba/La نسبت به Th/Yb [۴۰] نشان داده است که سنگ‌های آپینیتی بیشتر در معرض سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورونده بوده‌اند و سنگ‌های گرانیتی همراه آن بیشتر در معرض ذوب رسوب‌های پوسته قاره‌ای هستند (شکل ۷ الف). براساس نمودار Th نسبت به Th/Yb [۴۱]، نمونه‌های آپینیتی بر مسیر تبلور بخشی واقع هستند؛ از این رو می‌توان گفت که ماگمای آپینیتی حدواسط از تبلور بخشی ماگمای آپینیتی مافیک شکل گرفته است نمونه‌های آپینیتی در گستره ۵-۸ درصد ذوب و نمونه‌های گرانیتی در گستره ۲۰-۱۵ درصد ذوب واقع هستند (شکل ۸ الف).



شکل ۷ نمودار Ba/La نسبت به Th/Yb [۴۰]،که در آن، نمونه‌های آپینیتی در سمت فلوئیدها و نمونه‌های گرانیتی در سمت آغشتگی با رسوب‌ها قرار دارند. در همه نمودارها، ۴ داده گرانیت برگرفته از مرجع [۱۶] هستند.



شکل ۸ (الف) نمودار Th نسبت به Th/Yb [۴۱]، که نمونه‌های آپینیتی را در گستره ۸-۵ درصد ذوب و پراکندگی منطبق بر مسیر تبلور بخشی نشان می دهد. نمونه‌های گرانیتی در گستره ۲۰-۱۵ درصد ذوب واقع هستند. (ب) نمودار Nb/La نسبت به La/Yb [۴۲]، که براساس آن، خاستگاه ماگمای آپینیتی سنگ کره‌ای و خاستگاه گرانیت‌های همراه آن اغلب آمیزه گوشته سنگ کره و سست کره‌ای است. (پ) نمودار Rb/Sr نسبت به Rb/Ba [۴۳]، که نشان دهنده نقش رسوب‌های ماسه سنگ تیره در خاستگاه ماگمای گرانیتی است. (ت) نمودار CaO/(MgO+FeOt) نسبت به Al_2O_3/(MgO+FeOt) [۴۴]، که نقش رسوب‌های دگرگون شده ماسه سنگ تیره را در شکل‌گیری گرانیت‌ها نشان می‌دهد. در همه نمودارها، ۴ داده گرانیت برگرفته از مرجع [۱۶] هستند.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

برای بررسی خاستگاه آپینیت‌های جنوب غرب نقده از نمودار Nb/Yb نسبت به Nb/La، [۴۲] استفاده شد. بر اساس موقعیت نمونه‌ها در نمودار می‌توان گفت که سنگ‌های آپینیتی از ذوب گوشته سنگ کره‌ای زیر پوسته قاره‌ای شکل گرفته‌اند. تعدادی از نمونه‌های گرانیتی در موقعیت گوشته سنگ کره‌ای و برخی در موقعیت گوشته آمیزه سنگ کره-سست کره واقع هستند (شکل ۸ ب). همچنین برپایه نمودار Rb/Sr نسبت به Rb/Ba [۴۳]، در شکل‌گیری ماگمای گرانیتی رسوب‌های ماسه سنگی نیز نقش داشته‌اند (شکل ۸). نمودار Al_2O_3/(MgO+FeOt) نسبت به aO/(MgO+FeOt) [۴۴]، نقش رسوب‌های دگرگون شده ماسه سنگ‌تیره را در شکل گیری گرانیت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۸ ت).

بحث و بررسی

آپینیت‌های جنوب غرب نقده

در مناطق فرورانشی، ترکیب‌های بازالتی-گابرویی پوسته اقیانوسی فرورانده شده به مناطق عمیق گوشته‌ای به سنگ‌های اکلوژیتی غنی از گارنت دگرگون می‌شوند و نمی‌توانند خاستگاه زایا برای ماگمای قوس باشند. از این رو، مذاب‌های مناطق فرورانشی به احتمال بسیار از گوه گوشته‌ای بالای پهنه فرورانشی (که با مذاب سیلیسی و آب آزاد شده از ورقه فرورانشی غنی شده است) به وجود می‌آیند، زیرا سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورونده به گوشته سنگ کره‌ای اضافه شده، گوشته سنگ کره‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیتی دگرنهاده شده و دمای ذوب گوشته پایین آمده و ذوب شروع می‌شود. فعالیت ماگمایی قوس اغلب ترکیب بازالتی و آندزیتی دارد [۱]. در مناطق فرورانشی که عقبگرد و شکست صفحه فرورانشی، رخ داده است، فشار از سنگ کره بالای پهنه فرورانشی برداشته شده و شکستگی و گسل‌خوردگی در سنگ کره بالایی ایجاد می‌شود [۲]. به دلیل کاهش فشار و افزایش سیال‌ها، ذوب گسترده‌ای در گوشته سنگ کره‌ای رخ می‌دهد [۲]. از ذوب گوشته سنگ کره‌ای غنی شده از آب، ماگماهای آپینیتی تشکیل می‌شوند [۲]. زمین‌شیمی ماگماهای آپینیتی مناطق فرورانشی نیز این امر را تایید می‌کنند، بطوریکه اغلب ماگماهای مناطق آپینیتی وابسته به فرورانش غنی شدگی از LILEها و تهی شدگی از HFSE ها را نشان می‌دهند [۶]. این ماگماها در شرایط تبلوری غنی از آب، سنگ‌های مافیک-حدواسط با بیش از ۶۰ درصد کانی آمفیبول را متبلور می‌کنند.

افزایش فشار آب [۶، ۴۵-۴۷] و همچنین افزایش غلظت TiO_2 [۴۶] باعث پایداری کانی هورنبلند نسبت به کانی‌های بی آب چون الیوین و پیروکسن می‌شود [۴، ۶، ۴۸، ۴۹].

بررسی‌های سنگ‌شناسی تجربی نیز اثر آب در افزایش گستره پایداری هورنبلند نسبت به الیوین و پیروکسن و تبلور کانی‌های آمفیبول درشت‌تر را تایید کرده است [۵۰-۵۲]. با توجه به بررسی‌های زمین‌شیمیایی و نمودارهای محیط زمین-ساختی جنوب غرب نقده، می‌توان گفت که ماگمای آپینیتی از ذوب گوشته سنگ کره‌ای زیر قاره‌ای به شدت دگرنهاده (آبزدایی ورقه فرورو) تشکیل شده است.

گرانیت‌های جنوب غرب نقده

در بیشتر مناطق فرورانشی کمان قاره‌ای، سنگ‌های گرانیت به شکل ژرف سنگ‌های گرانیتی، کنار سنگ‌های آپینیتی بطور گسترده دیده می‌شوند که از نظر سنی متفاوت از آپینیت‌ها هستند و در مناطق مختلف، خاستگاه‌های متفاوتی برای آنها مشخص شده است؛ برای مثال، به احتمالا بسیار گرانیت‌های همراه آپینیت‌ها در مناطق قوس برآمده از جدایش ماگمای مافیک آپینیتی هستند [۹-۴۰]. همچنین ممکن است که پس از جایگیری ماگمای آپینیتی در محل گسل‌ها، مذاب‌های آپینیتی و یا بازالتی که امکان خروج نداشته و به زیر سنگ کره قاره‌ای افزوده شده‌اند و باعث ذوب سنگ کره قاره‌ای و تشکیل ماگمای گرانیتی شوند [۹، ۵۳، ۵۴]. افزون بر این‌ها، امکان دارد که در اثر عقب‌گرد و یا شکست سنگ کره فرورونده، شکستگی و گسل خوردگی‌های سنگ کره بالایی باعث کاهش فشار در اعماق گوشته و بالا آمدن سست کره شده و با القای ذوب به گوشته پایینی، گوشته دگرنهاده گردیده و ماگمای گرانیتی تولید شود. این ماگمای گرانیتی از نوع با ویژگی آهکی قلیایی غنی شده از عنصر K و LILE هاست و در آن، LREEها غنی‌شدگی نسبت به HREEها نشان می‌دهند [۹].

گرانیت‌های نوع S اغلب در اثر ذوب‌بخشی رسوب‌های رسی دگرگونه یا ماسه سنگ تیره دگرگونه در شرایط زیر اشباع از آب تولید می‌شوند [۵۵-۵۷]. گرانیت‌های نوع S در کمربندهای کوهزایی از خاستگاه ترکیبی گوشته سنگ کره‌ای-سست کره‌ای و رسوب‌های دگرگون شده پوسته‌ای تشکیل می-شوند که ممکن است در مراحل پس از برخورد قاره-قاره همراه با ضخیم‌شدگی پوسته‌ای تشکیل شده باشند [۵۸]. گرانیت‌های نوع S در مناطق کوهزایی بدون ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در اثر

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

عقبگرد پوسته فرورانشی و یا شکست پوسته فرورونده تشکیل می‌شود [۵۸]. برای مثال، در سنگ کره اقیانوسی چیلیان در چین، گرانیت‌های نوع S با گذشت ۶۰ میلیون سال پس از فرورانش پوسته‌ای، در محل پشته قوس ماگمایی تشکیل شده‌اند [۵۹]. همچنین گرانیت‌های نوع S منطقه آلتای چین (Chinese Altai) برآمده از ذوب رسوب‌های دگرگونی ماسه سنگ تیره در اثر بالا رانده شدن سست کره در محل پنجره فرورانشی شکل گرفته‌اند [۶۰].

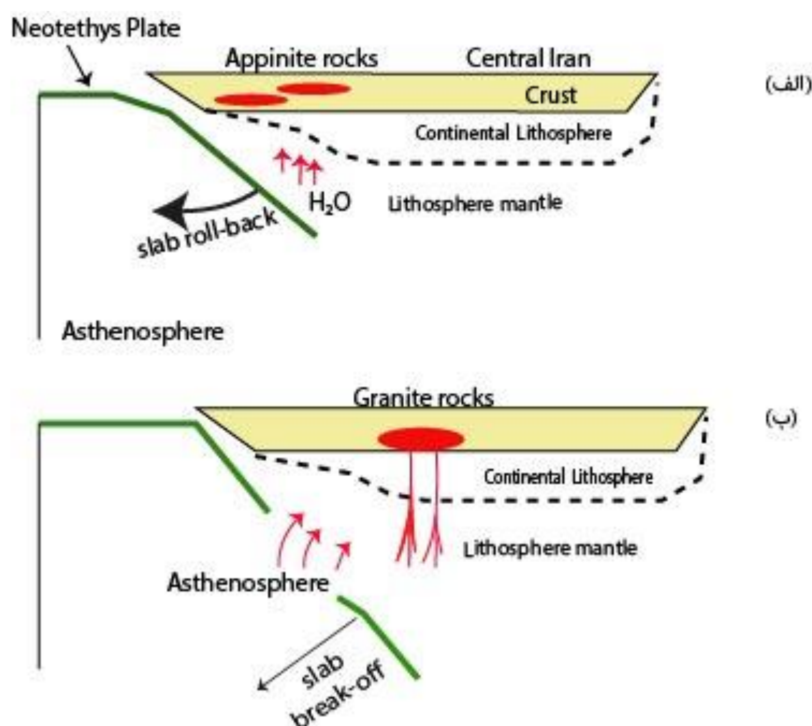
گرانیت‌های جنوب غرب نقده آهکی‌قلیایی غنی از پتاسیم، پرآلومین و با A/ACNK>1.1 از نوع S با مقدار SiO_2 بیش از ۷۰٪ و Nb/Ta<12% هستند که از ویژگی‌های گرانیت‌های به شدت دگرگون شده است [۶۱]. آنها بر اساس زمین شیمی عناصر کمیاب، محیط زمین‌ساختی قوس قاره‌ای نشان می‌دهند و دارای خاستگاه آمیزه گوشته سنگ کره‌ای-سست کره‌ای و همچنین ذوب رسوب‌های دگرگون شده ماسه سنگ تیره هستند. غلظت نئودومیوم (εNd_{40Ma}) برابر با 4.26 - و نسبت ایزوتوپی استرانسیوم $^{87}Sr/^{86}Sr_{40Ma}=$ 0.708638، نقش پوسته‌ای در تشکیل گرانیت‌ها را نشان داده است [۱۶].

از این رو، احتمال دارد که در جنوب غرب نقده با عقبگرد سنگ کره فرورانشی نئوتتیس و گسل خوردگی سنگ کره بالایی، سیال‌ها بطور گسترده به گوشته زیر سنگ کره‌ای افزوده شده و با شروع ذوب، ماگمای آپینیتی آهکی‌قلیایی غنی از آب در مناطق کم عمق پوسته‌ای تشکیل شده و در محل گسل خوردگی‌ها جایگیری کرده باشد. آلودگی پوسته‌ای ماگماها [۶۲] با مقدار La/Ta بیش از 1.4 و اثر سست کره در محل ذوب [۶۳] با مقدار La/Nb کمتر از 22 مشخص می‌شود که در آپینیت‌های جنوب غرب نقده La/Ta=1.6-4.33 و La/Nb=26-56 است که نقش پوسته‌ای و اثر نداشتن سست کره در خاستگاه آپینیت‌ها را تایید می‌کنند.

در مورد گرانیت‌های جنوب غرب نقده، احتمال دارد که با شکست سنگ کره فرورانشی نئوتتیس و ایجاد پنجره فرورانشی در پوسته در حال فرورانش، سست کره با دمای ۱۳۳۷ درجه سانتیگراد [۶۴] بالا رانده شده و ترکیب‌های سست کره‌ای و گرما به گوشته بالایی محل فرورانش منتقل گردیده و موجب ذوب گوشته سنگ کره‌ای و همچنین رسوب‌های ماسه سنگ تیره پوسته قاره‌ای شده باشد. البته، ماگمای تشکیل شده دچار جدایش و تبلور طولانی مدتی در بخش عمقی مخزن ماگمایی شده که در پایان توانسته است ماگمای گرانیتی به شدت دگرگون شده (Nb/Ta<12%)، [۶۱] را در عمق کم پوسته‌ای در محل شکستگی‌ها جایگیری کند. برای گرانیت‌های جنوب غرب نقده، La/Ta=19-49 و La/Nb=1.6-9 است که اثر سست کره و نقش پوسته‌ای را در شکل‌گیری گرانیت‌ها تایید می‌کند.

براساس شرایط دما-فشار تبلور هورنبلند موجود در نمونه‌های آپینیتی جنوب‌غرب نقده، منیزیوهورنبلند در فشار ۱-۳ کیلوبار و عمق کمتر از ۱۱ کیلومتری تبلور یافته است [۶۵]. شرایط تبلور منیزیوهورنبلند سنگ‌های گرانیتی همراه آن فشار ۵-۳ کیلوبار و عمق بیش از ۱۱ کیلومتری است [۶۶]. در محیط ساختاری فرورانش در ارتباط با قوس قاره‌ای، فشار ۱ تا ۴ کیلوبار در اعماق ۲ تا ۱۶ کیلومتری است [۶۷]. براساس نتایج بدست آمده می‌توان گفت که سنگ‌های آپینیتی جنوب غرب نقده با گرانیت‌های همراه آن در محیط زمین‌ساختی قوس قاره‌ای تشکیل شده‌اند. البته سنگ مادر، عمق و سن تشکیل مذاب برای آپینیت‌ها و گرانیت‌ها متفاوت است و شرایط تشکیل مذاب‌ها را می‌توان با مدل ساده شده‌ای نشان داد (شکل ۹).

گفتنی است که بیشتر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به سن اوایل تا اواسط ژوراسیک گزارش شده از پهنه سنندج سیرجان به فرورانش نئوتتیس نسبت داده شده اند [۶۸] و همچنین فعالیت ماگمایی قوس برآمده از فرورانش نئوتتیس در زمان پالئوسن و ائوسن (۶۰-۴۰ میلیون سال پیش) گزارش شده است [۶۹]. سنگ‌های آپینیتی بانه از ذوب بخشی گوشته دگرنهاده در بالای ورقه فرورانشی و سنگ‌های گرانیتی همراه آن از جدایش ماگمای آپینیتی و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و رسوب‌های فرورونده تشکیل شده‌اند [۷۰]. سنگ‌های مافیک تا اسیدی به سن اواسط میوسن در منطقه سردشت در اثر فرورانش نئوتتیس و همراه شدن قوس قاره‌ای با شکست پوسته فرورونده باعث جایگیری ماگما در محل گسل‌های عمیق شده‌اند [۷۱].



شکل ۹ مدل بر اساس نتایج بررسی‌های زمین‌شیمیایی و محیط زمین‌ساختی است.

برداشت

توده‌های نفوذی در جنوب غرب نقده در پهنه سنندج-سیرجان در شمال غرب ایران رخنمون یافته اند. بخشی از این توده‌ها سنگ‌های آپینیتی مافیک- حدواسط با آهکی قلیایی هستند که از کانی اصلی هورنبلند درشت دانه و فلدسپار نوع میکروکلین و کوارتز تشکیل شده اند. سنگ‌های گرانیت همراه آن، با ماگمای آهکی قلیایی غنی از پتاسیم و به شدت دگرگون شده، دارای کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار و هورنبلند هستند. بررسی های زمین شیمیایی و زمین ساختی سنگ‌های آپینیتی غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها، غنی شدگی LILEها (Pb, Sr, Cs, Rb, Ba) و ناهنجاری منفی عناصر Ta, Nb را نشان می‌دهند. سنگ‌های آپینیتی در محل قوس قاره‌ای همراه با عقبگرد پوسته فرورونده و اثر سیال‌های فرورانشی در شرایط غنی از آب تبلور یافته‌اند. به این ترتیب، پایداری کانی هورنبلند نسبت به کانی‌های الیوین و پیروکسن بیشتر شده و هورنبلند به صورت درشت بلورهای درشت متبلور شده است و با جدایش هورنبلند و اکسیدهای آهن، ماگمای حدواسط آپینیتی از تبلور جدایشی ماگمای مافیک آپینیتی تشکیل گردیده است.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتی ویژگی قوس قاره‌ای و خاستگاه آمیزه سنگ کره‌ای-سست کره‌ای و همچنین رسوب‌های ماسه سنگ تیره را نشان داده‌اند که می‌توان احتمال داد که با شکست سنگ کره فرورانشی نئوتتیس و ایجاد پنجره فرورانشی، سست کره بالا رانده شده موجب ذوب گوشته سنگ کره‌ای و همچنین رسوب‌های ماسه سنگ تیره پوسته قاره‌ای شده باشد. ماگمای برآمده از ذوب گوشته و پوسته دچار جدایش و تبلور طولانی مدتی را در بخش عمقی مخزن ماگمایی شده که در پایان توانسته است ماگمای گرانیتی به شدت دگرگون شده را در عمق کم پوسته‌ای در محل شکستگی‌ها جایگیری کند.

قدردانی

از داوران مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران که با راهنمایی‌های خود باعث ارتقای سطح علمی مقاله شده‌اند کمال تشکر را دارم.

مراجع

[1] Zhao S.W., Yang C., Lai S.C., Pei X.Z., Li Z.C., Zhu R.Z., *“Multistage Fractional Crystallization in the Continental Arc Magmatic System: Constraints from the Appinites in*

[13] Atherton M.P., Ghani A.A., *"Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Syenite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal"*, Ireland. Lithos. 62 (2002) 65-85.

[14] Castro A., Corretge L.G., De la Rosa J.D., Fernandez C., Lopez S., Garcia-Moreno O., Chacon H., *"The appinite–migmatite complex of Sanabria, NW Iberian massif, Spain"*, Journal of Petrology. 44 (2003) 1309–1344.

[15] Neuendorf K.K.E., Mehl Jr., J.P., Jackson J.A. (Eds.) *"Glossary of Geology"*, 5th ed. American Geological Institute, (2005).10.1017/S0016756807004141.

[16] Mazhari S.A., Amini S., Ghalamghash J. and Bea F., *"Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran"*, Arabian Journal Geoscience. 4(2011) 59-67.

[17] Stöcklin J., *"Structures history and tectonic of Iran: A review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 52(1968) 1229-1258.

[18] Khodabandeh A.A., *"Explanatory text of Naghadeh, Geological quadrangle map, 1:100000"*, Geological survey of Iran. (2004), Tehran (in Persian).

[19] Mohajjel M., Rasouli A., *"Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran"*, Journal of Structural Geology. 62(2014) 65-79.

[20] Yazdani M., *"Study of field occurrence and petrology of igneous rocks related to ophiolite complex in Northwest Piranshahr-NW Iran"*, University of Tabriz, PhD Thesis, (2014), (in Persian).

[21] Hamidullah S., *"Petrography and mineral chemistry as indicators of variations of crystallization conditions in the Loch Lomond and Appin appinite suites, western Scotland",* Sciencedirect. 118 (2007) 101-115.

[22] Yoder H.S., Tilley C.E., *"Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems"*, Journal of Petrology. 3(1962) 342-532.

[23] Moore G., Carmichael I.S.E., *"The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 130 (1998) 304-319.

[24] Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L., *"The role of H2O during crystallization of Tengchong Block, Southeastern Extension of Tibet "*, GeoScienceWorld, (2021) 18.

[2] Atherton M.P., Ghani A.A. *"Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Syenite yncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland"*, Lithos. 62 (2002), 65-85.

[3] Ye H.M., Li X.H., Li Z.X., Zhang C.L., *"Age and origin of high Ba-Sr appinite-syenites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt"*, Gondwana Research 13(2008), 126-138.

[4] Zhang X.H., Xue F.H., Yuan L.L., Ma Y.G., Wilde S.A., *"Late Permian appinite-syenite complex from northwestern Liaoning, North China Craton: Petrogenesis and tectonic implications"*, Lithos 155 (2012), 201-217.

[5] Murphy J.B., Hynes A.J., *Tectonic control on the origin and orientation of igneous layering: an example from the Greendale Complex., Nova Scotia"*, Geology 18(1990), 403-406.

[6] Murphy J.B., Appinite suites: *"A record of the role of water in the genesis, transport, mplacement and crystallization of magma"*, Earth Science Reviews, 119 (2013), 35–59.

[7] Huang F., Zhang Z., Xu J., Li X., Zeng Y., Wang B., Li X., Xu R., Fan Z., Tian Y., *"Fluid flux in the lithosphere beneath southern Tibet during Neo-Tethyan slab breakoff: Evidence from an appinite–syenite suite"*, LITHOS, (2019). https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.07.004

[8] Bailey E.B., Maufe H.B., *"The geology of Ben Nevis and Glen Coe and the surrounding country Memoirs"*, Geological Society of Scotland. 53 (1916) 1-247.

[9] Murphy J.B., *"Appinite suites and their genetic relationship to coeval voluminous granitoid batholiths"*, International Geology Review, (2019) doi: 10.1080/00206814.2019.1630859.

[10] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins"*, American Journal of Science. 274 (1974) 321–355.

[11] Pearce J.A., *"A user's guide to basaltic discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration"*, Geological Association of Canada Short Course Notes. 12 (1996) 79–113.

[12] Fowler M.B., Henney P.J., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B., *"Petrogenesis of high Ba–Sr syenites: the Rogart pluton, Sutherland"*, Journal of the Geological Society. 158 (2001) 521-553.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

[35] Drummond M. S., Defant M. J., *"A model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons"*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(1990) 21503-21521).
[36] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 69(1979) 33-47.
[37] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks"*, Journal of Petrology. 25(1984) 956–983.
[38] Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution"*, Earth and Planetary Science Letters, 79, (1986), Pages 33-45
[39] Rudnick R.L., Gao S., "*Composition of the Continental Crust. In: Rudnick, R.L., Ed., Treatise of Geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam, 3, (2003), 1-64.
[40] Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M., *"Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes"*, Earth and Planetary Science Letters. 192(2001) 331–346.
[41] Pearce J.A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust"*, Lithos 100(2008) 14–48.
[42] Abdel–Rahman A.F.M., Nassar P.E., *"Cenozoic volcanism in the Middle East, petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon"*, Geological Magazine. 141(2004) 545–56.
[43] Sylvester P.J., *Post-collisional strongly peraluminous granites"*, Lithos 45, (1998) 29-44.
[44] Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H., *"High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) "*, Lithos 50, (2000)51-73
[45] Castro A., Corretge I.G., De La Rosa J.D., Fernández C., López S., García-Moreno O., Chacón H., *"The appinite–migmatite complex of sanabria, NW Iberian Massif, Spain"*, Journal Petrology. 44, (2003), 1309–1344.
[46] Molina J. F., Scarrow J. H., Montero P. G., Bea F., *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry. Evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia"*, *primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 141(2001) 643-658.
[25] Pitcher W.S., *"The Nature and Origin of Syenite"*, 2nd ed. Chapman and Hall, London, (1997) 395.
[26] Wilson M., Allen and Unwin, London.Xie G.Q., Mao J.W., Li R.L., Ye H.S., Zhang Y.X., Wan Y.S., Li H.M., Gao J.J., Zheng R.F., *"SHRIMP zircon U-Pb dating for volcanic rocks of the dayingformation from Baofeng basin in eastern Qinling, China and its implications"*, Acta Petrologica Sinica, 23(2007) 2387–2396.
[27] Le Maitre R.W., *"A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commision on the Systematics of Igneous Rocks"*, Blackwell, Oxford. Rock, N.M.S., 1991. Lamprophyres. Blackie, Glasgow, UK, 284 (2002).
[28] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, (1976) 63-81.
[29] Holub F.V., *"The petrology of inclusions as a key to the petrogenesis of the durbachite suite from Czechoslovakia"*,Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 24(1977) 133-150.
[30] Peccerillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area"*, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, (1976) 63–81.
[31] Maniar P.D., Piccoli P.M., *"Tectonic discrimination of granites"*, Geological Society of America Bulletin, v. 101, p. 635–643, https:// doi .org /10 .1130 /0016 -7606 (1989)101.
[32] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (eds), magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, 142(1989) 313–345.
[33] Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C., *"Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering*. Geochimica et Cosmochimca Acta 44, (1980),1659-1666.
[34] Dilek Y., Furnes H., *"Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere"*, Geological Society of America Bulletin, 123(2011) 387–411.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

[57] Guo, Z.F., Wilson, M., *"The Himalayan leucogranites: constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting"*, Gondwana Res. 22, (2012) 360–376.

[58] Jiang Z. Q., Wang Q., Wyman D. A., Li, Z. X., Yang J.H., Shib X. B., Ma L., Tang G.J., Goua G.N., Jia X.H., Guoa H.F., *"Transition from oceanic to continental lithosphere subduction in southern Tibet: Evidence from the Late Cretaceous–Early Oligocene (~91–30 Ma) intrusive rocks in the Chanang–Zedong area, southern Gangdese"*, Lithos 196–197 (2014) 213–231

[59] Tung K.A., Yang H.y., Yang H.j., Smith A., Liu D., Zhang J., Wu C., Shau Y., Wen D., Tseng Ch., *"Magma sources and petrogenesis of the early-middle Paleozoic backarc granitoids from the central part of the Qilian block, NW China"*, Gondwana Research (2016), doi:10.1016/j.gr.2015.11.012.

[60] Zhang C., Liu D., Zeng J., Jiang S., Luo Q., Kong X., Yang W., Liu L., *"Nd-O-Hf isotopic decoupling in S-type granites: Implications forridge subduction"*, LITHOS,(2019), ttps://doi.org/10.1016/ j.lithos.2019.03.009

[61] Zhao J.H., ZhouM.F., Yan D.P., Yang Y.H., Sun M., *"Zircon Lu–Hf isotopic constraints on Neoproterozoic subduction-related crustal growth along the western margin of the Yangtze Block, South China"*, Precambrian Research 163, (2008) 189–209.

[62] Condie K.C., *"Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time: Geochemistry"*, Geophysics, Geosystems, v. 4, 1, (2003) 1–28.

[63] Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Dickin, A.P., *"Compositionally–diverse miocene— recent Rift–related magmatism in northwest Colorado:Partial melting, and mixing of Mafic Magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources"*, Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue, 1, (1988) 351–377.

[64] Krystopowicz, N.J., Currie, C.A., *"Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens"*, Earth and Planetary Sciences Letters 361, (2013) 195-207.

[65] Yazdani M., *"Investigating the mineral chemistry of amphibole and petrogenesis of the appinite-syenite rocks from SW Naghadeh-NW* Contribution to Mineralogy and Petrology, 158 (2009) 69-98.

[47] Pe-Piper G., Piper D.J.W., Tsikouras B., *"The late Neoproterozoic Frog Lake hornblendegabbro pluton, Avalon Terrane of Nova Scotia: evidence for the origins of appinites"*, Can. J. Earth Sci. 47,(2010) 103–120.

[48] Xiong W.J., Windley B.F., Sun S., Li J.L., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Sun M., Chen H.L., *"A Tale of Amalgamation of Three Permo-TriassicCollage Systems in Central Asia: Oroclines, Sutures, and Terminal Accretion"*, Annual Review of Earth and Planetary Sciences 43, (2015) 477–507.

[49] Zhang Z.M., Dong X., Santosh M., Zhao G.C., *"Metamorphism and tectonic evolution of the Lhasa terrane, Central Tibet"*, Gondwana Research 25, (2014) 170–189.

[50] Yoder H.S., Tilley C.E., *Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems "*, Journal of Petrology. 3(1962) 342–532.

[51] Moore G., Carmichael I.S.E., *"The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 130(1998) 304–319.

[52] Müntener O., Kelemen P.B., Grove T.L., *"The role of H2O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study"*, Contributions to Mineralogy and Petrology. 141(2001) 643–658.

[53] Collins W.J., Huang H., Jiang X., *"Water-fluxed crustal melting produces Cordilleran batholiths"*, Geology. 44 (2016) 143–146.

[54] Huang F., Xu J.F., Zeng Y.C., Chen J.L., Wang B.D., Yu H.X., Chen L., Huang W.L. and Tan R.Y., *"Slab Breakoff of the Neo-Tethys Ocean in the Lhasa Terrane Inferred from Contemporaneous Melting of the Mantle and Crust"*, Geochemistry Geophysics Geosystems. 18 (2017) 4074-4095.

[55] Patiño Douce A.E., Harris N., *"Experimental constraints on Himalayan anatexis"*, Journal Petrol. 39, (1998), 689–710.

[56] Visonà D., Carosi R., Montomoli C., Tiepolo M., Peruzzo L., *"Miocene andalusite leucogranite in central-east Himalaya (Everest–Masang Kang area): Low-pressure melting during heating"*, Lithos 144-145, (2012) 194-208.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]

Tethyan lithospheric subduction", Gondwana Research. 19 (2018) 1-18.

[69] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., *"Zagros orogeny: a subduction–dominated process"*, Geological Magazine, 148 (2011) 692-725.

[70] Azizi H., Hadad S., Stern R.J., Asahara Y., *"Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh syenite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone northwest Iran"*, International Geology Review, 2018, DOI: 10.1080/00206814.2017.1422394.

[71] McDonough, W.F., Sun, S.S. *"The Composition of the Earth"*, Chemical Geology, 120(1995) 223-253.

Iran", Journal of Iran Chrystalography and Mineralogy, 31(1401), (in Persian in press).

[66] Tulloch A.J., Challis G.A., *"Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-AI geobarometry"*, New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 43 (2000) 555-567.

[67] Fazlnia A., *"Geochemical and Tectonomagmatic Evolution of the Alkali-syenite-syenite from the North and West Sardasht, Iran"*, International Journal of Earth Sciences, (2018), https://doi.org/10.1007/s00531-018-1641-7.

[68] Zhang Z., Xiao W., Ji W., Majidifard M.R., Rezaeian M., Talebian M., Xiang Z., Chen L., Wan B., Ao S., Esmaeili R., *"Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-*

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.633]